



TITLE:

## 2.十津川流域で最近生じた斜面崩壊: 2004年大塔村宇井の斜面崩壊

AUTHOR(S):

石井, 孝行; 諏訪, 浩

---

CITATION:

石井, 孝行 ...[et al]. 2.十津川流域で最近生じた斜面崩壊: 2004年大塔村宇井の斜面崩壊. 1889年十津川崩壊災害の防災科学的総合研究 2005: 共同研究 (一般) 15G-06.

ISSUE DATE:

2005-04-01

URL:

<http://hdl.handle.net/2433/147998>

RIGHT:

## 2. 十津川流域で最近生じた斜面崩壊 —2004 年大塔村宇井の斜面崩壊—

石井孝行・諏訪 浩

### 2.1 はじめに

十津川流域では 1889 年（明治 22 年）豪雨によって多数の崩壊が発生し，新湖を形成するような大規模崩壊も数多く発生している（たとえば，平野ほか，1984）．このとき発生した大規模崩壊地は 100 年以上経過した現在でもその存在を地形図ならびに現地観察で確認することが可能である．しかし，崩壊以前の斜面形状の詳細は不明であり，現在では植生が繁茂し，しかも後の変形作用（たとえば，風化作用，雨蝕，小規模マスマーブメント）などによりすべり面の性質を特定することが困難である．このような状況のなかで，2004 年 8 月 10 日未明に十津川流域の大塔村宇井地区で規模は大きくないが斜面崩壊が発生した．そこで，崩壊発生後，時間があまり経過していない同年 8 月と 11 月の 2 回，同崩壊地の地形測量・すべり面の性質および地質調査を行い，斜面崩壊発生の素因および崩壊地の拡大などを検討した．

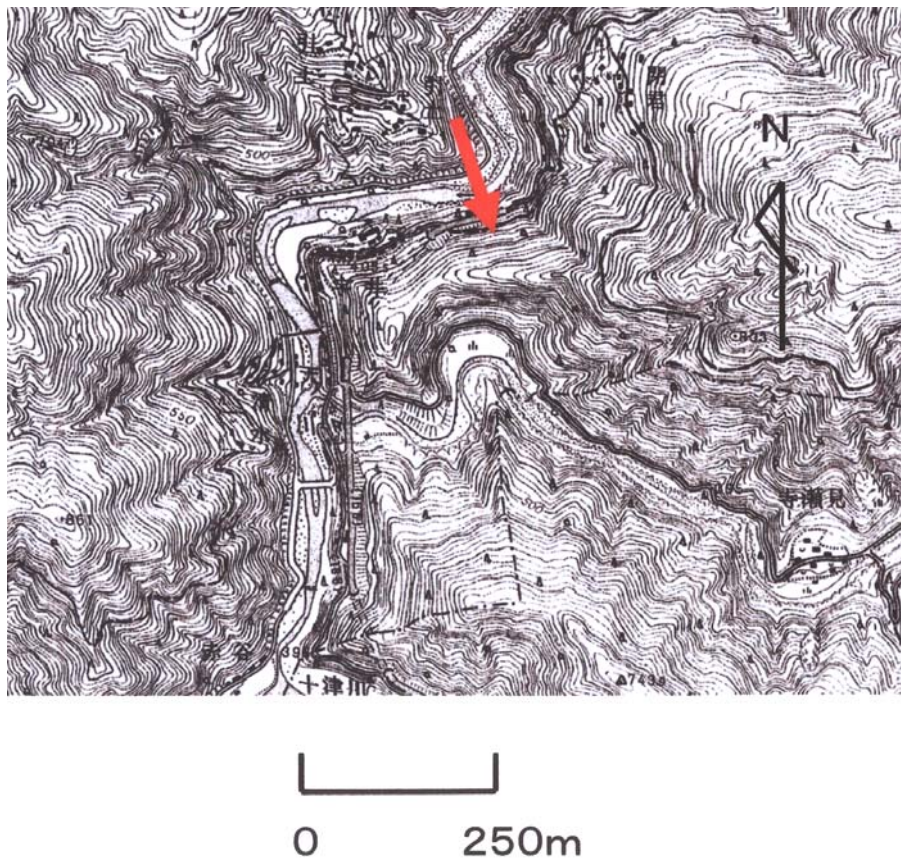


図1 崩壊地の位置（図中の矢印）

国土地理院発行 2 万五千分の 1 地形図「辻堂」，「上垣内」図幅を使用

## 2.2 崩壊地付近の外観および崩壊の経緯

斜面崩壊が発生した奈良県大塔村宇井地区は十津川の比較的上流域にあり、崩壊が生じた斜面は十津川左岸を通る国道 168 号線の旧道とバイパスが分岐する地点付近に位置している（図 1）。この付近の地質は四万十累帯に属し、主として砂岩・頁岩の互層からなる（藤田 崇ほか，1990）。崩壊を起こした斜面は，東に標高約 1000m を有する山体をもち，そこから派出した標高 480～530m で東北東－西南西に延びる尾根の北側の平板状の斜面であり，十津川の攻撃斜面となっている。そして，この派出尾根の南側も十津川支流の攻撃斜面である。南北断面みると，南側斜面が急で，崩壊を起こした北側斜面は相対的に緩やかな非対称の形態を呈している（図 1）。

斜面崩壊が生じた経緯については，藤澤ほか（2004b）によって報告されている。それによると，斜面崩壊の前兆については 2004 年 1 月頃から斜面擁壁や斜面で変状が確認されていた。さらに，崩壊に至るまでの主な降水量は 6 月 21 日に 150mm/day，7 月末から 8 月上旬にかけて襲来した台風 10・11 号による総雨量は 540mm 達していた。

## 2.3 崩壊斜面の性質

### 2.3.1 崩壊地およびその周辺の地形特性

斜面崩壊発生以前の斜面の状況を見るために崩壊地輪郭測量結果（2004 年 8 月 14 日測量）と国土地理院発行 2 万 5 千分の 1 地形図とを重ねてみると（図 2），崩壊は斜面全体のなかでは斜面上部で比較的緩やかで，斜面中部から下部にかけて急となる凸型斜面の中腹部分を中心として発生している。

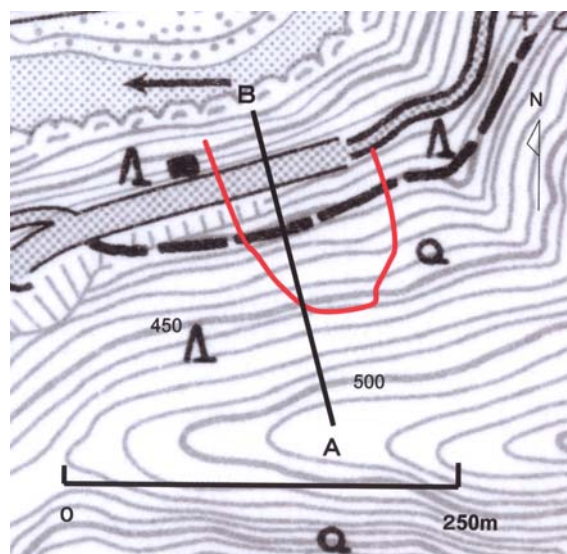


図 2 崩壊地の輪郭

原図は国土地理院発行 2 万 5 千分の 1 地形図「辻堂」を使用

斜面の傾斜角は、斜面肩以低では  $40^{\circ}$  位あり、国道に接する斜面部分ではそれ以上の値に達し、全体的に非常に急である（図3）。

少し詳細に微地形をみると、崩壊地の右左岸の滑落崖は崩壊前に斜面に浅く刻まれていた凹地ないし谷にほぼ沿うようなかたちで位置し、崩壊で移動した部分の平面形は斜面下方へ向かって凸型を呈しており、舌状地形を示している。また、崩壊地をのせる斜面には、斜面頂部から国道にかけて3つの遷急線（点）が認められる。すなわち、これらは、斜面上方から、斜面肩付近の標高 550～560m（第1）、500～510m 付近（第2）と 450～470m 付近（第3）に存在し、崩壊地の頭部は第2の遷急線付近に位置している（図2、3）。さらに、上述の舌状地形は第1と第2遷急線（点）との間のものと第2と第3遷急線（点）との間に形成されたものとの2つからなる。ここで問題となるのは、上述したように非常に急な斜面部分に形成されたこれら2つの舌状地形が基盤岩石を反映した地形であるか、それとも堆積物などの未固結物質を反映した地形であるかどうかという点である。このことは、移動物質が主として新鮮な基盤岩石を切ったものであるか、それとも未固結物質の移動であるかに関わってくる。

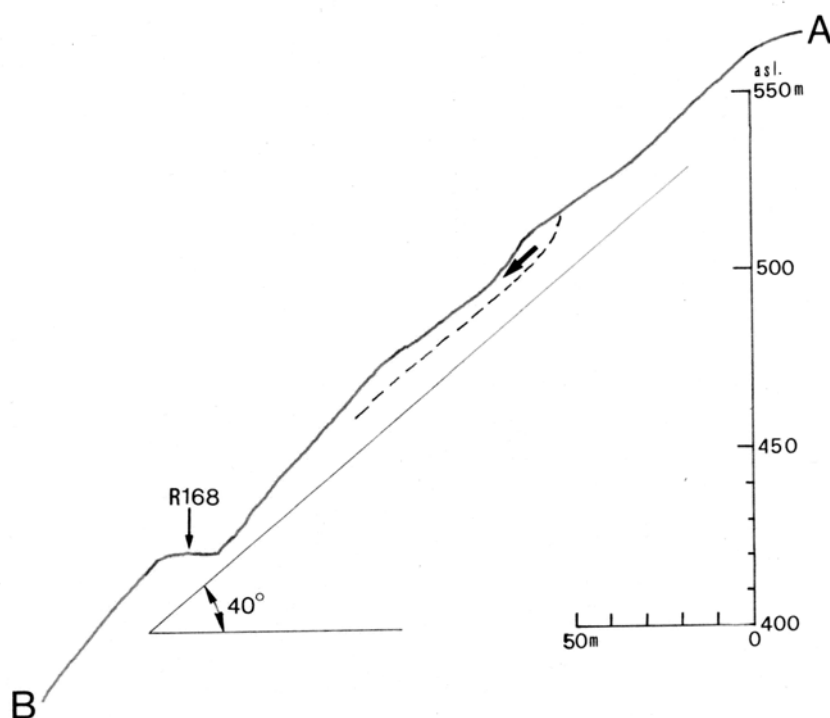


図3 図2の測線A-Bに沿う縦断形

矢印と破線は崩壊地の位置を示す

崩壊後における崩壊地の地形の状況を示したのが図4である。この図をもとに滑落崖の状況をみると、標高460～470m位までの下部は幅広く、それ以上は狭くなっている。このようななかで、右岸側（東側）の滑落崖は、ごく一部で緩やかな傾斜の部分が見られるものの、比較的急傾斜をなしているが、左岸側（西側）では滑落崖の基部に傾斜の緩やかな岩棚が存在し、両者の間には明瞭な傾斜の変換がなく、漸移している。しかも、図4では左岸側斜面下方に滑落崖が示されているが、国道を切る付近では岩棚が卓越し、傾斜が斜面上方に比べて緩やかになっている。この岩棚付近もすべり面となっている可能性がある（図5）。

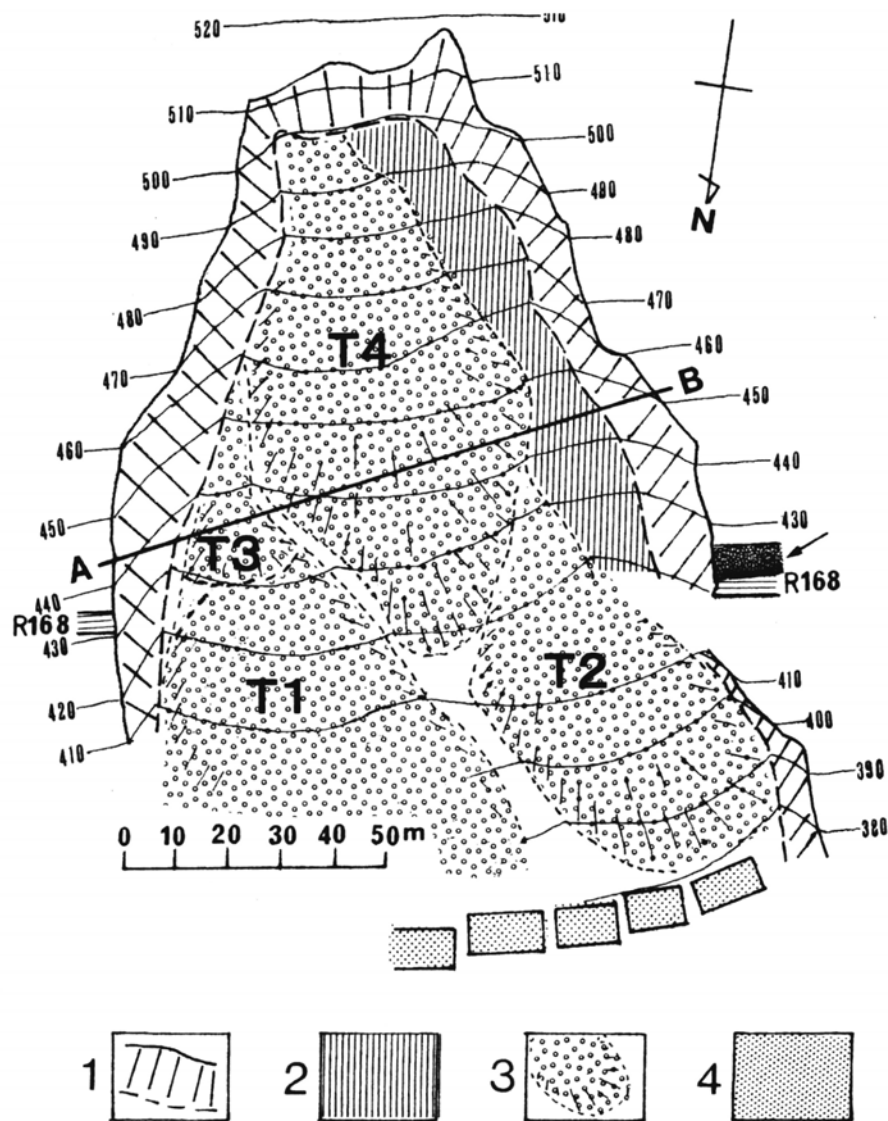


図4 崩壊地の地形分類（2004年8月14日測量）

1. 崖, 2. 比較的緩傾斜の岩棚, 3. テイラス, 4. 移動した擁壁

矢印は国道山側のコンクリート製擁壁





図5 崩壊地の状況

テイラスは4つ認められる(図4)。これらのうち、斜面下方に位置するT1テイラスは主要な崩壊に伴って形成された可能性がある。このテイラス形成プロセスは比較的乾燥した状態での土砂移動プロセスで国道を破壊している(図4, 5)。崩壊地左岸側に存在するT2テイラスは、その先端部分に樹木を乗せたまま移動・停止して形成されたもので、T1テイラスとほぼ同時に形成されたものか否かについては不明である。斜面上方に存在するT3・T4テイラスはT1・T2テイラスを被っており、これらのテイラスは主要な崩壊以降、崩壊地東部付近および頭部付近が崩壊・後退することによって形成された可能性がある。藤澤ほか(2004b)によると、滑落はまず10日0:15に大規模滑落(1次滑落)、さらに同日午前中に断続的な東部滑落崖の小規模滑落(2次滑落)、次いで12日22:30に3次崩落、というように3段階に分けて発生したと報告されているが、これは上述のテイラスの形成過程とおおむね整合的であると言える。ちなみに藤澤ら(2004b)によると崩落土量は約20万 $\text{m}^3$ と推定されている。そこで、滑落崖拡大の平面図(藤澤ら, 2004b)に示されている面積比率で崩落土量を配分すると、それぞれ15.4万 $\text{m}^3$ (1次滑落)、1.5万 $\text{m}^3$ (2次滑落)、3.0万 $\text{m}^3$ (3次滑落)となる。崩落土量の大部分が1次崩落で動いたことになる。

すべり面の横断形は、平野・石井(1989)のいう横断形状の評価のほか、移動する以前の物質がどのようにのっていたかを推定する有用な手がかりを与えるものとする。そこで1測線であるが、図4の中に示す測線ABに沿って横断測量を行った。その結果が図6である。崩壊地上方の標高470~480m付近の横断形は相対的に対称な形状を示している(図4, 5)、測線ABをとった崩壊地中央部付近では、図6で示されるように、横断形

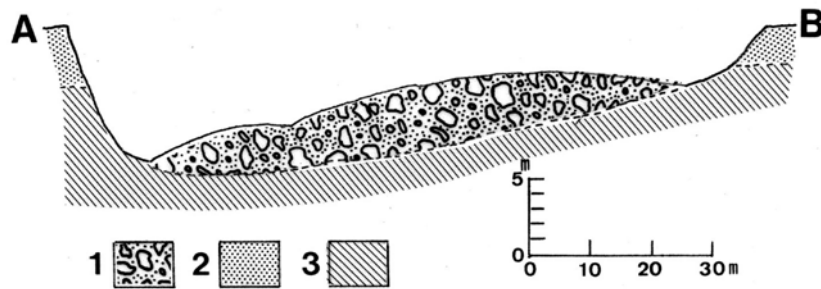


図6 図4の測線ABに沿う鉛直横断面

1. テイラス, 2. レゴリス, 3. 基盤岩石

点線は推定線である

は非対称形の凹地を呈している．すなわち，すべり面中央部の正確な形状はテイラス物質に被われていて不明であるが，滑落崖基部の位置からみると，右岸側で深く左岸側で浅くなっている（図5，6）．このような傾向は，既に崩壊前に行われたボーリング調査で得られたすべり面の深度分布（藤澤ほか，2004a）と一致している．

### 2.3.2 崩壊地の斜面物質

崩壊地内および周辺斜面の構成物質の状況は滑落崖の断面やテイラス物質の岩質・粒径などに表現されている可能性がある．そこで，崩壊前の斜面構成の状態を検討するために示したものが図7・8である．

図7のうち，写真右の矢印Aで示した部分は，斜面表面付近には暗黒色の腐食層（A1層と仮称）と，その下部に赤黄色系の細粒物質と数cmから数10cmの角礫を含む土層（A2層と仮称）からなる．後者に含まれる角礫の含有量，粒径および厚さは，滑落崖側壁でみるかぎり，斜面の部位ないし位置によってかなり異なる．このA2層は，表面流による堆積物ないし斜面表面で生じる小規模な崩れに伴う土砂移動によって形成された堆積物の可能性がある．写真右の矢印Bで示した部分は，その表面がA1層・A2層のマトリックスによって汚染されているが，白色系のブロック（礫）からなる物質である（B層と仮称）．現場でB層の詳細な性質を調べることはできななかったが，ブロックの積み重なり方や上下方向の分級とマトリックスの有無などからみて，B層はテイラス物質および土石流堆積物ではなく，砂岩の風化物である可能性がある．層厚は場所によって2m以上の地点もある．B層の下部に存在し，写真のなかで矢印Cで示した部分は暗黒色を呈する物質（C層と仮称する）である．C層を詳しくみると（左の写真の矢印Cの部分），C層はフレーク状の扁平な岩屑と同質と考えられる物質物質からなる．この層の特徴は扁平な岩屑のオリ

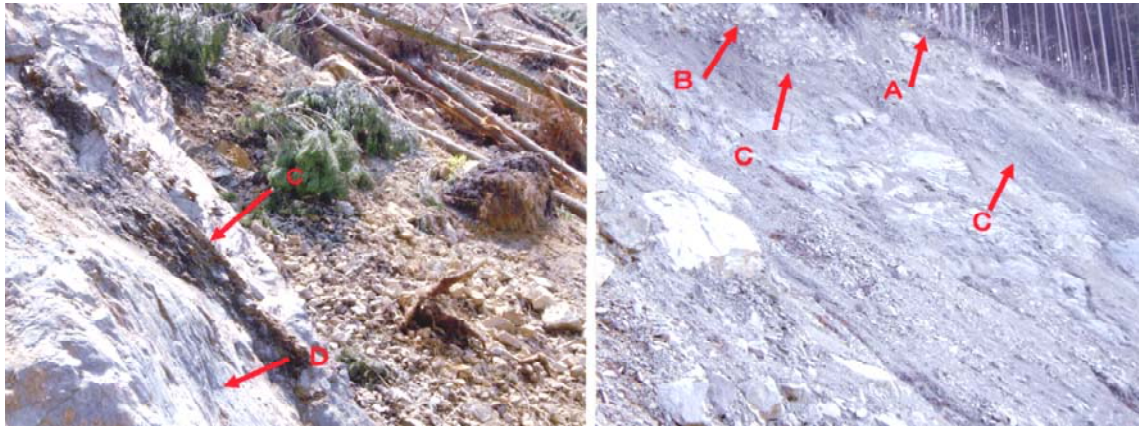


図7 崩壊地内の露頭

写真左は崩壊地右岸中腹付近，左は頭部付近の状況を示す。

エンターションが卓越していることであり，図7では崩壊地頭部付近でも確認することができる（図7写真右）．しかも，図7で示されるように，扁平岩屑のオリエンテーションは，下部にくる砂岩（図7写真左の矢印D）の上面にほぼ一致している．C層は頁岩と考えられるが，このような構造は風化作用のみによって形成されたとは考えがたく，既に以前のすべりなどによる剪断を被っていた可能性もある．以上の各層は土壌物質・二次堆積物・風化物質などの未固結物質からなり，それらの下部には図7写真左の矢印Dで示されるような節理・割目の発達が比較的乏しい白色系の塊状砂岩が現れる（D層と仮称）．このD層は図7のように崩壊地右岸の滑落崖でも一部露出するが，左岸側では図4で岩棚とした部分はほとんどD層から構成されている．しかも，D層上面の地形が今回崩壊した物質をのせる受け皿を反映している可能性が強いと考える．

つぎに，上述したA，B，Cの各層を構成する未固結物質が斜面縦断方向に沿ってどのように分布していたかを推定するために示したのが図8である．図8は現地測量・観察に基づいて作成したものであるが，投影断面であるために実際の断面との間には歪みがある．ところで，図8でレゴリスとした物質の定義には，若干問題があるものの（Taylor and Eggleton, 1997），斜面物質という観点からレゴリスはJackson（1997）の定義にしたがった．さらに，ここでは，レゴリスは土壌物質・二次堆積物などのA層をレゴリスⅠとし，風化物質などの未固結物質B・C層をレゴリスⅡとした．

図8の投影断面をみる限りでは，レゴリスの厚さは崩壊地右岸側（図8のE）で厚く，それに対して左岸側（図8のW）ではかなり薄く，そこではレゴリスはベニア（薄層）の状態で分布している．左岸側レゴリスの厚さの分布特性は，斜面が比較的直線状で，斜面の傾斜角が40°位と急で，しかもD層上面の凹凸が比較的少ないなどの条件では，山地斜面としては当然なことであるのかもしれない．レゴリスⅡは前述のD層上面の形状に沿う



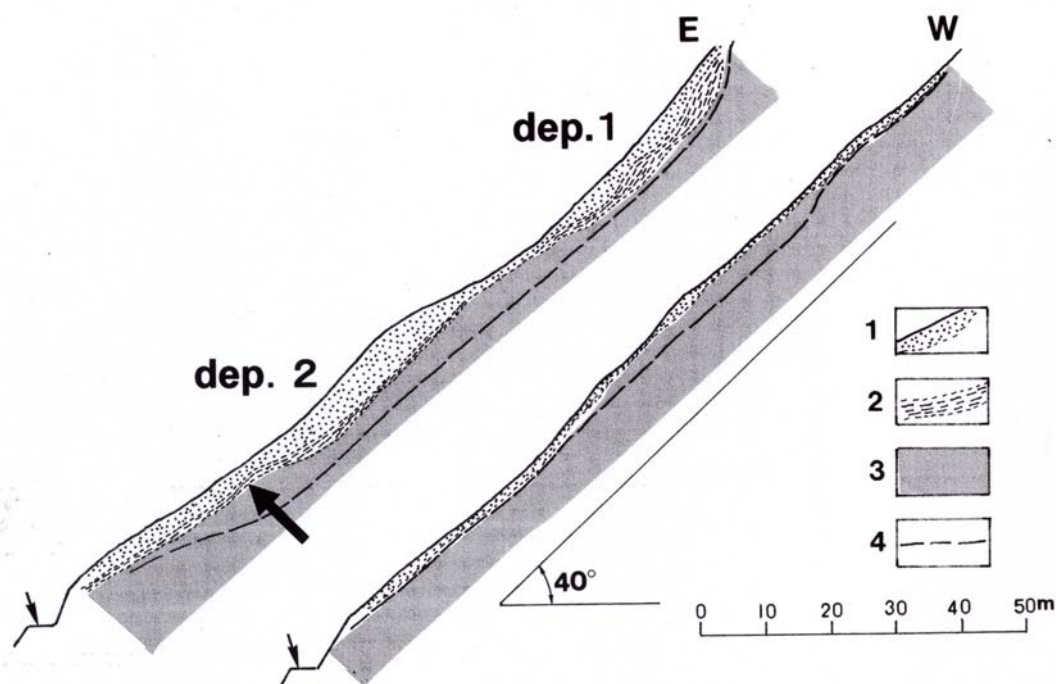


図8 南北面に投影した滑落崖右岸（E）・左岸（W）の断面

1. レゴリスⅠ, 2. レゴリスⅡ, 3. 比較的新鮮な基盤岩石 4. 滑落崖基部.

矢印は国道 168 号線の路面を示す.

ようなかたちで分布しているのと同時に、これらは大局的にみれば斜面と同じ方向に傾斜していることから、今回の崩壊は流れ盤タイプであると考え、今回の崩壊は、平野ほか（1984）および藤田ほか（1990）が十津川災害の際に発生した大規模崩壊について指摘した地質構造規制を受けたものと同じ範疇に入ることになる。したがって、地形的にみれば、崩壊を起こした斜面はケスタ状地形の背面にあたる。

ところで、今回の斜面崩壊の素因の一つを考える際に右岸側の断面の特徴は有用な示唆を与えるものと考え、すなわち、崩壊地頭部付近から国道路面までの断面をみると（図8のE）、D層上面は図8の dep. 1・dep. 2で示されるように斜面上方のものと下方のもの2つの窪地を有している。dep. 2の窪地は図中の文字 p 付近を境にして2つに細分されるかもしれない。これらD層上面の窪地にはレゴリスがレンズ状に横たわっている。各レンズ状レゴリスは、当然、それぞれの方端で薄くなっているとともに、D層上面の傾斜も減少している。このようなレゴリスのレンズ状構造は、その下方端で降雨に伴って発生する中間流を集中させ、間隙水圧を高めるとともに地下水面を浅くするようなポテンシャルを有するものと考え、

## 2.4 あとがき

今回の崩壊発生についての素因一つである物質の状態を吟味する場合、崩壊を起こした斜面物質の状態は、既述したA、B、C、Dの各層が平板状斜面に平行になるような単純な構造ではなかった可能性がある。すなわち、藤澤ほか（2004）も指摘するようにB、C、D層は全体として斜面下方へ傾く流れ盤構造を示していたとしても、滑落崖にC層およびその一部が残存していることなどから（図7の左）、現在みられる滑落崖とその基部がすべり面をかなりを反映している。未固結物質であるレゴリス全体も大局的にみれば縦断方向では崩壊地頭部と国道路面付近で薄く、横断方向では右岸側で薄く左岸側で厚い上下に凸形をしたレンズ状を呈していたことになる（図3、6、8）。このようなレゴリス全体の構造に加えて、そのなかにdep. 1・dep. 2（図8）として示したような小規模なレンズ状レゴリスの局所的存在も崩壊発生の素因の一部なったことは否定できないと考える。

一方、崩壊物質の状態という点で滑落崖頭部とその右岸側および左岸側に発達する岩棚などに分布するC層ならびD層表面の状態に着目すると、C層は前述した性質を有することのほか、図7左の写真の例で示されるように、その一部が切られている場合がある。D層の表面は、同じ図で示されるように（矢印D）、C層に含まれる角礫によるとみられる擦痕が刻まれている場合もあるものの、全体としては平滑である。これらのことから考えると、レゴリス下層のC層の存在が、レゴリス基底のD層表面の地形と相まって、崩壊発生に対して重要な素因物質となったと考えることが可能である。

テイラスの存在からみれば、T3・T4の2つのテイラス（図4）は、少なくとも主崩壊に続く2回の崩壊地拡大を伴う崩れがあったことを示唆している。さらに、各テイラス表面には粗粒が薄層（粗粒岩屑の1粒子径程度）として斑点状に被っているものの、全体としては細粒物質が卓越していて（たとえば図5および図7右）、粒径の分級が縦断・上下方向に十分行われていない。このことは移動物質の粒度分布特性にもよるが、各テイラスは崩壊に続く比較的速度の遅い岩屑流（avalanche）によって形成された可能性がある。

以上では、崩壊地およびその周辺の地形と構成物質の状態を中心に記載した。斜面変動（崩壊）を引き起こす地形・地質的要因については既に整理されている（たとえば、藤田ほか、1990, pp.34）。さらに、今回の調査から、崩壊地を含む斜面全体から考えるとき、岩屑の安息角あるいは落石テイラス斜面の平均傾斜角（35～40°程度）以上の傾斜角を示すケスタ状地形の背面において上方に凸形ないし舌状の地形が存在するか否かの検討は、地表面から未固結物質の基底あるいは埋積谷の形状を推定することは不可能であるにしても、不安定斜面の診断に有用であるかもしれない。

## 引用文献

- 平野昌繁・石井孝行（1989）土砂移動現象における土塊横断形状の地形学的意義．京都大学防災研究所年報，32 B－1，197-209.
- 平野昌繁・諏訪 浩・石井孝行・藤田 崇・後町幸雄（1984）1889 年 8 月豪雨による十津川災害の再検討－とくに大規模崩壊の地質構造規制について－．京都大学防災研究所年報第 27 号 B－1，369-386.
- 藤澤和範・野村康裕（2004a）奈良県大塔村で発生した地すべり災害（災害速報）．土木技術資料，46(9), 4-5.
- 藤澤和範・野村康裕・小山内信智・池田 正・谷口房一（2004b）奈良県大塔村で発生した地すべり災害（続報）．土木技術資料，46(10), 4-9.
- 藤田 崇・平野昌繁・石井孝行・波田重熙・八尾 昭・諏訪 浩（1990）西南日本における初生的大規模斜面変動の発生・移動機構の解析．文部科学省科学研究費重点領域研究「自然災害の予測と防災力」ワーキング研究成果報告書（研究代表者 藤田 崇），73pp.
- Jackson, J. A. (1997) Glossary of geology. 4th ed., American Geology Institute, Alexandria, Va., 769pp.
- Taylor, G. and Eggleton, K. A. (2001) Regolith geology and geomorphology. John Wiley & Sons, 325pp.